

du mouvement d'affaissement de chaque bloc sur leur mouvement de bascule. L'effet de bascule semble s'acquérir dès le départ et se manifeste ensuite dans les mêmes conditions pendant des périodes assez longues (de l'ordre du Système biosédimentaire).

La différenciation avec la région à l'W de Santander paraît avoir été précoce mais elle devait être très sensible à partir du Gargasien et au cours de l'Albien quand les 2 domaines s'individualisent par leurs comportements tectono-sédimentaires. C'est peut-être la grande puissance des séries urgoniennes qui atténue les phénomènes halocinétiques intra-urgoniens dans la région centrale.

Une telle hiérarchisation des fonds, associée à des phases géodynamiques de plus ou moins grande amplitude ont conduit à des dispositifs biosédimentaires variés selon les époques. A l'Aptien ce sont des plates-formes carbonatées peu profondes marginales et insulaires qui passent latéralement à des gouttières à pentes modérées, sortes de pièges à détritiques pour les décharges deltaïques. A l'Albien inférieur et moyen les pentes s'accroissent (provoquées par une accélération de la tectonique) et permettent la création de plates-formes bordées par des masses lenticulaires caractéristiques métriques à hectométriques de type mudmounds, de talus pentus à éléments resédimentés et couches glissées, biseautéées, contournées et décollées, à nodules phosphatés et silicifications, de bassins plus profonds (bathymétrie de l'ordre de 100 à 200 m) à fonds argilo-silteux carbonatés surconcentrés en métaux-traces ou majeurs (Pascal, 1979) et probablement déficitaires en oxygène.

Localement, les dispositifs calcaires se poursuivent sans discontinuité dans l'Albien supérieur alors que dans la plus grande partie de la région ils sont remplacés par des formations gréseuses et silto-argileuses deltaïques sous-marines qui peuvent être très épaisses (Formation de Valmaseda) et discordantes..

Vers le Sud (zone des diapirs et de Vitoria), cet ensemble passe latéralement à une zone moins subsidente et moins compartimentée, épisodiquement envahie par les mers aptiennes et albiennes. Les dépôts y sont de type fluvio-marin toujours régulièrement stratifiés et peu épais (diapir de Medina de Pomar, sondages de Sopeno, environs de Nograro et Pipaón). Les intercalations marines s'amenuisent rapidement vers le Sud et sont comparables aux formations fluvio-marines du Pantano de Ebro et du río Engaña du S du domaine plus stable ouest-santanderin. Il semble donc qu'à l'Aptien - Albien il y ait une bordure continentale également stable vers l'W et vers le S qui aurait limité les incursions marines vers l'intérieur.

RÉGION NORD-ORIENTALE, ENTRE BILBAO ET TOLOSA

Elle est séparée de la région centrale par la grande dépression NW-SE de Bilbao - Bessain, sorte de couloir encore plus large (x 1/3 ?) à l'Aptien - Albien qui a reçu en permanence le même type de dépôts détritiques fins (siltites et marnes noires) du Bédoulien inférieur à l'Albien supérieur (+ 2000 m). C'est un domaine à taux de subsidence et de sédimentation moyens, probablement très compartimenté (passages latéraux de faciès très rapides de calcaires à rudistes à des marnes hémipélagiques), ayant malheureusement subi une forte tectonisation au Tertiaire qui a déchiqueté et oblitéré les séries. Dans ces conditions il est délicat de découper la région en blocs bien délimités par des bordures précises car les lignes structurales urgoniennes ont été bouleversées. Seuls les faciès, comparés à ceux de la région-clé de Valnera - Ramales, permettent de reconstituer partiellement les environnements sédimentaires de l'Aptien - Albien : paléogéographie de petites plates-formes insulaires séparées par des petits bassins peu profonds avec comme spécificité de toujours présenter des caractères marqués d'ouverture. Ces faciès sont du même type que leurs homologues situés de l'autre côté du couloir de Bilbao dans les Sierras d'Aramotz, d'Aitzgorri et d'Aralar.

L'Aptien est semblable à celui connu dans les Pyrénées toutes proches : marnes et siltites aujourd'hui schisteuses à *Deshayesites*, *Choffatella* et *Palorbitolina* passant à des calcaires de plates-formes à rudistes et Orbitolinidés ou bien à des marnes sombres hémipélagiques. En certains points (Beizama), les pentes des gouttières aptiennes étaient suffisamment fortes et actives pour avoir provoqué des biseautages et des glissements accompagnés de silicifications. L'Albien inférieur et moyen est représenté par des marnes sombres de bassin circalittoral et par des calcaires de plates-formes insulaires disséminées, de dimensions relativement réduites, dont certaines ont pu subir une émergence prolongée (lignites d'Aizarna). Vers l'E (Leiza, Tolosa), divers calcaires aptiens et albiens reposent directement sur différents niveaux du Jurassique et peut-être même sur le Trias et le Paléozoïque (Soler y Jose, 1972), ce qui indique l'existence de formations importantes anté et intra-urgoniennes (structures anticlinales et hauts-fonds) dans la partie la plus orientale de l'étude, au voisinage des Massifs basques des Cinco Villas et des Aldudes. L'Albien supérieur est sous faciès gréseux en de nombreux points, du type supra-urgonien de la Formation de Valmaseda. Il renferme toutefois des passées conglomératiques vers le NE (Oyarzun) et présente dans la gouttière de Bilbao un faciès plus fin marneux et silteux sombre, avec ammonites et oursins, continuant celui des marnes noires inférieures. Le fait primordial est le développement dès l'Albien supérieur au niveau du littoral actuel à l'W de Zumaya, d'une formation de flysch (Flysch noir de Deva) à alternances irrégulières de marnes noires silteuses et de bancs de grès micacés et charbonneux dont certains sont chargés de nodules roux ferrugineux carbonatés. Ce flysch (Feuillée, 1967) montre des couches décollées glissées en masse, ainsi que des resédimentations de matériel conglomératique qui témoignent encore de l'existence de pentes relativement fortes.

La région nord-orientale doit sa particularité également aux nombreux témoignages de manifestations placologiques qui l'affectent dès l'Albien supérieur : métamorphisme à biotite dans la Nappe des Marbres, schistosité d'anchizone et même d'épizone des illites dans les marnes de l'axe Bilbao - Beasain, recristallisation de calcaires avec déformation des bioclastes vers Leiza, Lemona, Aizarna, Marquina, début du magmatisme (Elgoibar), fort pouvoir réflecteur des matières organiques (Robert, 1971). Ces phénomènes, associés aux fortes anomalies gravimétriques (Boillot, 1973) et à la formation d'un flysch basque albien supérieur sont certainement liés à la séparation des plaques Ibérie et Europe (accidents multiples affectant toute la région ?).

SUCCESSION DES ÉVÈNEMENTS : DIFFÉRENCIATION DE 4 SYSTÈMES BIOSÉDIMEN- TAIRES INTÉRESSANT LA TOTALITÉ DU GOLFE URGONIEN (fig. 28)

Chaque Système est défini par un style sédimentaire et biotique qui constitue principalement la réponse à la sollicitation tectonique. Les 4 Systèmes urgoniens correspondent à 4 modes suffisamment distincts de la dynamique régionale du tréfonds, en tenant compte secondairement des interférences avec les conditions plus générales de contrôle comme les variations climatiques ou l'eustatisme.

1^{er} SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (BÉDOULIEN) (fig. 31)

En période de faible activité tectonique, ses dépôts marquent l'avancée progressive de la mer du N vers le S, et du NE vers le SW dans le cas de la région centrale : développement de dispositifs carbonatés au détriment des terrigènes. Dans un premier temps (Bédoulien inférieur) et dans la région la plus septentrionale, s'individualise une séquence d'ouverture avec d'abord des faciès de faible profondeur et forte énergie (grainstones, oolites, ciment précoce)

à bryozoaires, palorbitolines, Dasycladacées, puis des faciès plus profonds, marneux à ammonites (Collignon, Pascal et al., 1979). Pendant le 2ème temps (Bédoulien supérieur à Gargasien basal), le Système a son ampleur maximale et ses dispositifs sont plus typiques. Il évolue en

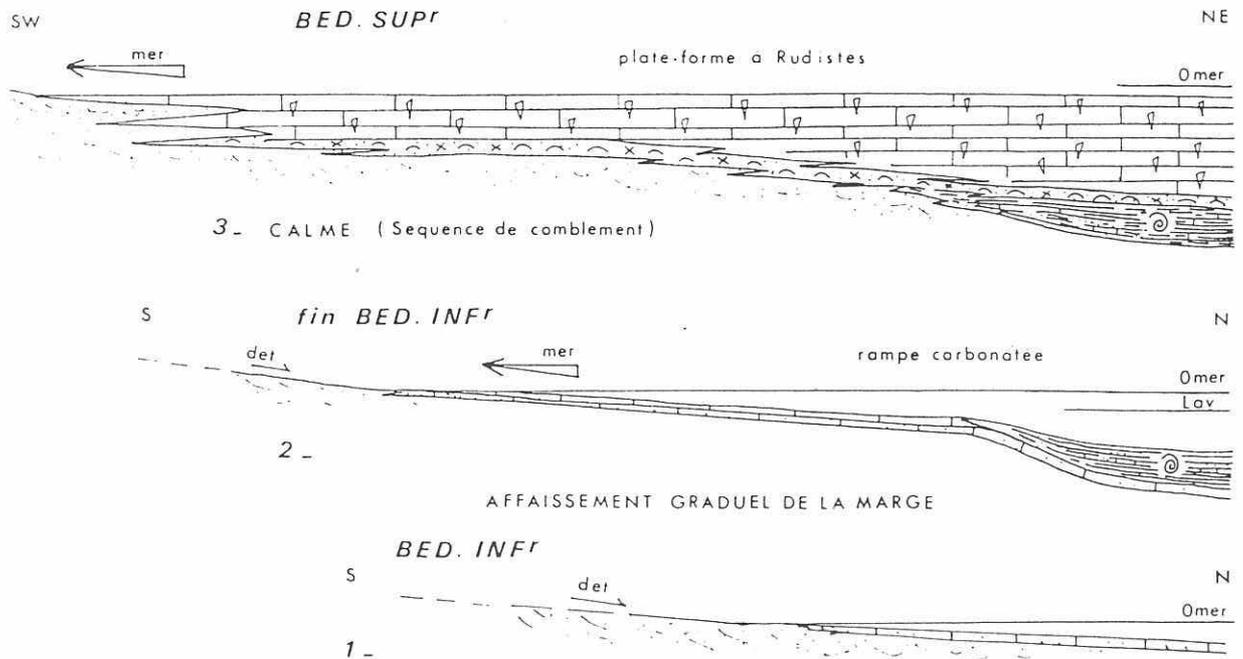


Fig. 31 — 1er Système urgonien : ingression de la mer bédoulienne ; développement d'une rampe carbonatée homocline évoluant en séquence de fermeture vers une vaste plate-forme calcaire à *Toucasia* et *Iraqia*.

séquence principale de fermeture : marnes à ammonites - calcaires noduleux à madréporaires et palorbitolines- calcaires micritiques à rudistes *Toucasia*, à *Iraqia* et Miliolidés. Cette succession est interprétée comme le passage de milieux marins ouverts à des milieux de plates-formes protégés par leur étendue, développés sur de grandes superficies, acquérant rapidement un état d'équilibre (maturité) et tendant finalement au comblement et à l'émersion temporaire (structures ocellées, dissolutions totales de bioclastes ordinairement recristallisés, stromatolites).

Dans ce Système, le contraste entre les trois régions est peu accentué, l'ensemble est bien stratifié et obéit pour ses épaisseurs et ses faciès à la même loi géométrique du « distal-proximal ». Seules quelques zones bien localisées échappent à la règle générale et tendent à se comporter en gouttières.

2ème SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (GARGASIEN) (fig. 33)

Au cours du Gargasien inférieur, le style tectonique change (accélération des mouvements, hétérogénéité des comportements du tréfonds, accentuation du morcellement de celui-ci),

et, accocié à un certain eustatisme (constaté à l'échelle périméditerranéenne), il est à l'origine d'une réduction importante de l'extension des plates-formes calcaires (fig. 32) au profit de bassins étendus un peu plus profonds (circalittoraux). Simultanément, la région centrale reçoit de nombreuses décharges détritiques qui s'étalent su SW en puissantes séries gréseuses deltaïques concentrées dans des sillons structuraux. A cette époque les pentes sont peu accentuées et encore peu actives, et on observe le passage progressif des marnes bleues peu profondes à exogyres, plicatules et hedbergelles, aux talus à silicifications, aux calcaires de bordures de plates-formes à madréporaires, orbitolines et algues, jusqu'aux milieux protégés à rudistes.

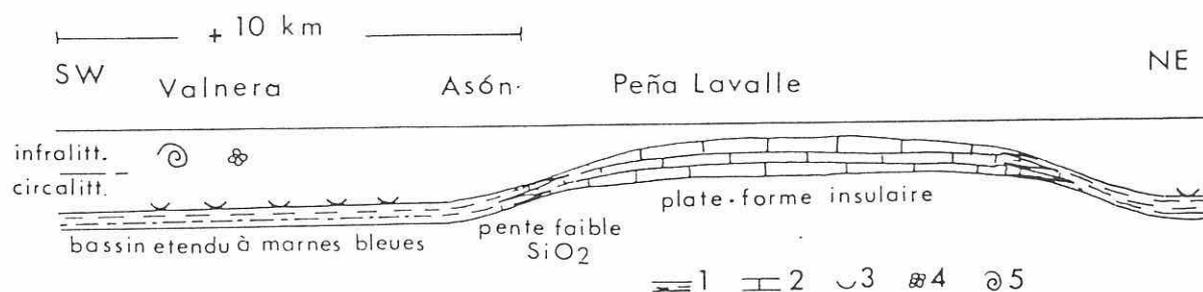


Fig. 32 — 2ème Système urgonien (Gargasien) : développement de bassins étendus à marnes bleues circalittorales et subsistence de plates-formes sur des aires limitées (exemple de la Peña Lavalle).
Légende. 1 : marnes, 2 : calcaires à rudistes, 3 : exogyres et plicatules, 4 : hedbergelles, 5 : ammonites.

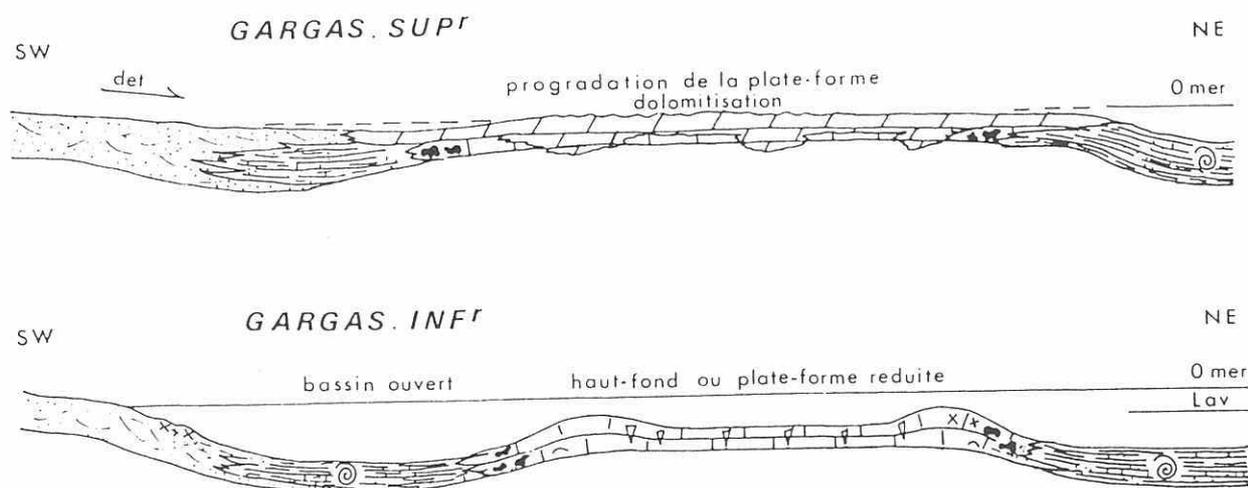


Fig. 33 — 2ème Système urgonien. Evolution du dispositif contrasté à marnes bleues de bassin ouvert, détritiques grossiers deltaïques et calcaires à rudistes de plate-forme réduite vers un dispositif de plate-forme sub-émergente (mouvements positifs accentués).

Au Gargasien supérieur, les dispositifs de plates-formes calcaires progradent sur les marnes. Il semble y avoir une diminution générale de la bathymétrie (subsidence ralentie et comblement) et surtout d'importants mouvements positifs dans les régions occidentale et centrale, qui se traduisent par une réactivation des structures anciennes aidées par l'halocinèse. Les signes d'émergence ou de hauts-fonds influencés par les eaux douces y sont fréquents, depuis l'intense dolomitisation et ankérisation jusqu'aux structures karstiques à poches minéralisées. Seules les gouttières structurales, ébauchées au Bédoulien, de Bilbao - Beasain ou de Soba - Valmaseda, prennent un comportement de bassin (dépôt-axes) qu'elles garderont jusqu'à l'Albien supérieur.

3^{ème} SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (APTIEN TERMINAL A ALBIEN MOYEN) (fig. 34)

A la fin de l'Aptien (Clansayésien) et pendant une grande partie de l'Albien, s'instaure et se développe un nouveau régime tectonique d'affaissement rotationnel caractérisé par son intensité et sa persistance pendant toute cette longue période. Le principal effet consiste en un

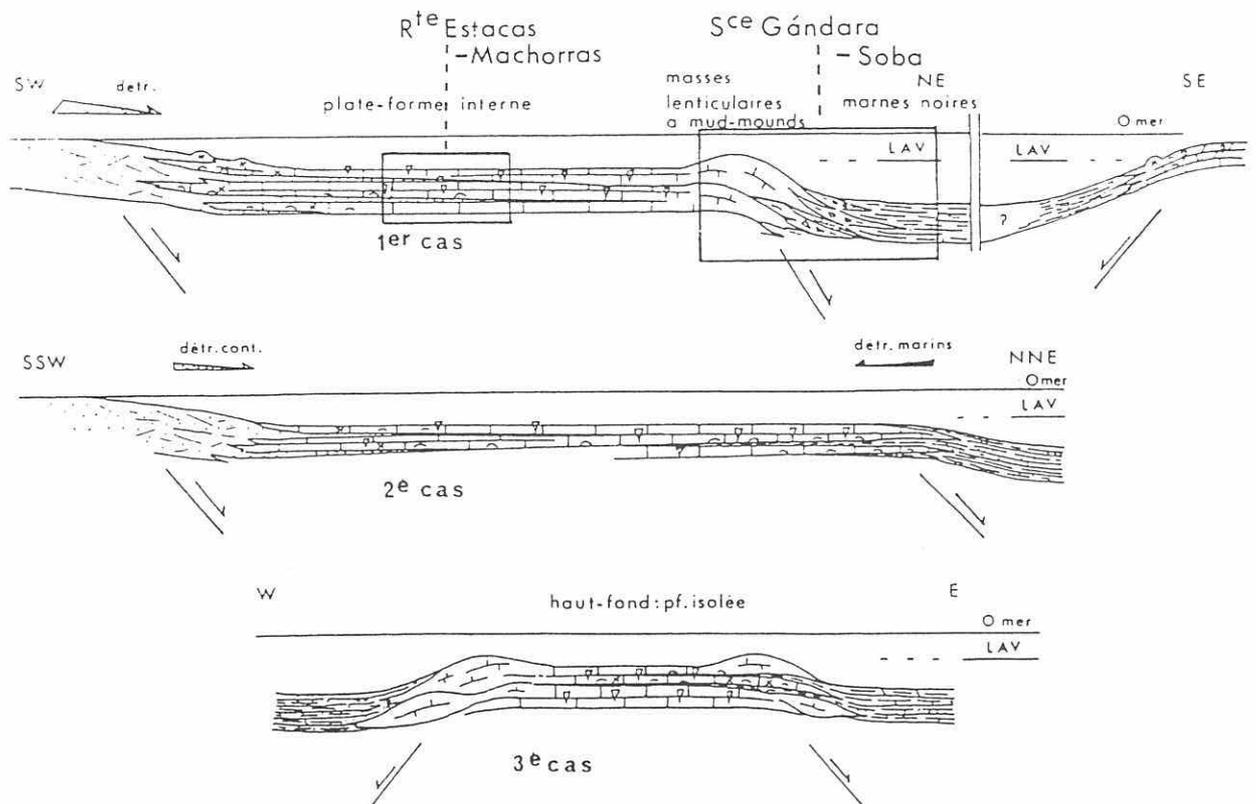


Fig. 34 — 3^{ème} Système urgonien (Clansayésien à Albien moyen). Complexification maximale des motifs sédimentaires. 1^{er} cas : plate-forme marginale bordée par des masses calcaires à mud-mounds passant à des marnes noires de bassin (exemples de la route d'Estacas - Machorras et Gandara - Soba). 2^e cas : plate-forme marginale sans bordure à mud-mounds (avec une pente modérée). 3^e cas : plate-forme insulaire limitée par des mud-mounds (exemple d'Aralar).

maximum de fractionnement du tréfonds en compartiments bien limités géométriquement (Pascal, 1976) et dans des dispositifs biosédimentaires actifs mais conservant les mêmes caractères pendant tout le système (sans évolution séquentielle principale).

La mer envahit à nouveau l'ensemble du golfe et laisse des dépôts assez loin vers le S (fig. 30) ; les apports détritiques continuent mais sont étalés sur de grandes distances dans des aires moins restreintes que précédemment, les épandages sont plus discontinus et souvent intriqués avec des formations calcaires.

Dans ce contexte d'intense activité tectonique, les zones de contact entre les blocs basculés sont jalonnées et fossilisées par de puissantes masses calcaires lenticulaires composées de mud-mounds superposés localement sur plusieurs centaines de mètres (constance de l'emplacement et du mouvement) (fig. 46). C'est l'époque des dispositifs biosédimentaires les plus contrastés. On trouve en effet au même moment (fig. 35) :

a) des plates-formes marginales à épandages de plaine et front deltaïques entremêlés de baies, lagunes et chenaux à rudistes, brachiopodes, madréporaires et Orbitolinidés ;

b) des plates-formes insulaires (bancs offshore), peu profondes à rudistes, gastropodes pouvant aller jusqu'à l'émersion (îles) ;

c) des bordures de plates-formes (des 2 types) avec des dépôts de forte énergie (rudstones, grainstones, quelques oolites) accompagnant les mud-mounds (en position de capping-beds, dans des sillons inter-mud-mounds, ou à la place des mud-mounds) ;

d) des talus à pente forte (pendage moulé par les mud-mounds dans leur partie supérieure) avec de nombreux éléments glissés de toutes tailles provenant des plates-formes, des couches décollées et biseautéées et un étagement très rapide depuis des milieux marno-silteux azoïques ou à rares pélagiques, *Tritaxia* et spicules d'éponges (Magniez et Rat, 1972) à des milieux plus calcaires à crinoïdes ou à encroutements et éponges variées ;

e) des fonds de gouttières ou de bassins allongés (circa-littoraux, hémipélagiques), à détritiques fins (surtout siltites et marnes noires) le plus souvent azoïques, sinon à microfaune benthique peu profonde et pélagiques (hedbergelles, coccolithes, radiolaires).

4^{ème} SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (ALBIEN SUPÉRIEUR – VRACONIEN)

Son caractère déterminant est la prédominance des dépôts siliciclastiques sur les calcaires. On assiste à cette époque à un ennoyage généralisé sous les détritiques de presque toutes les régions basco-cantabriques. Une énorme quantité de terrigènes a été mobilisée, a transité et s'est déposée pendant une période relativement longue. Dans les trois régions, se sont accumulées d'épaisses séries gréseuses (Grès supra-urgoniens, Formation de Valmaseda) et marno-silteuses sombres dont la répartition est encore contrôlée par la structure : axes de dépôts de Soba - Valmaseda, Bilbao - Beasain, auxquels il faut ajouter un nouvel axe plus NE concrétisé par le flysch noir de Deva. Dans le domaine géographique concerné, tous ces dépôts sont marins et ouverts, constitués d'épandages deltaïques (plaines, fronts et prodeltas) jusqu'à des marnes hémipélagiques de bassin circalittoral ou un peu plus profond ? (flysch). Ils peuvent être interprétés comme l'effet d'un nouveau style tectonique ayant provoqué à terre une réactivation des zones pourvoyeuses de matériel et en mer un ample mouvement d'affaissement, qui a affecté la totalité du golfe, compensé proximalelement par la sédimentation et accentué dans la partie la plus distale (flysch de Deva).

Les dispositifs calcaires subsistent en certains points (motifs biosédimentaires urgoniens à rudistes, algues, madréporaires, orbitolines), mais ce ne sont plus que des dépôts limités en épaisseur et en extension : plates-formes insulaires et marginales. Leur localisation persistante dans des zones hautes des époques précédentes indique une continuation ou une réactivation, mais toujours

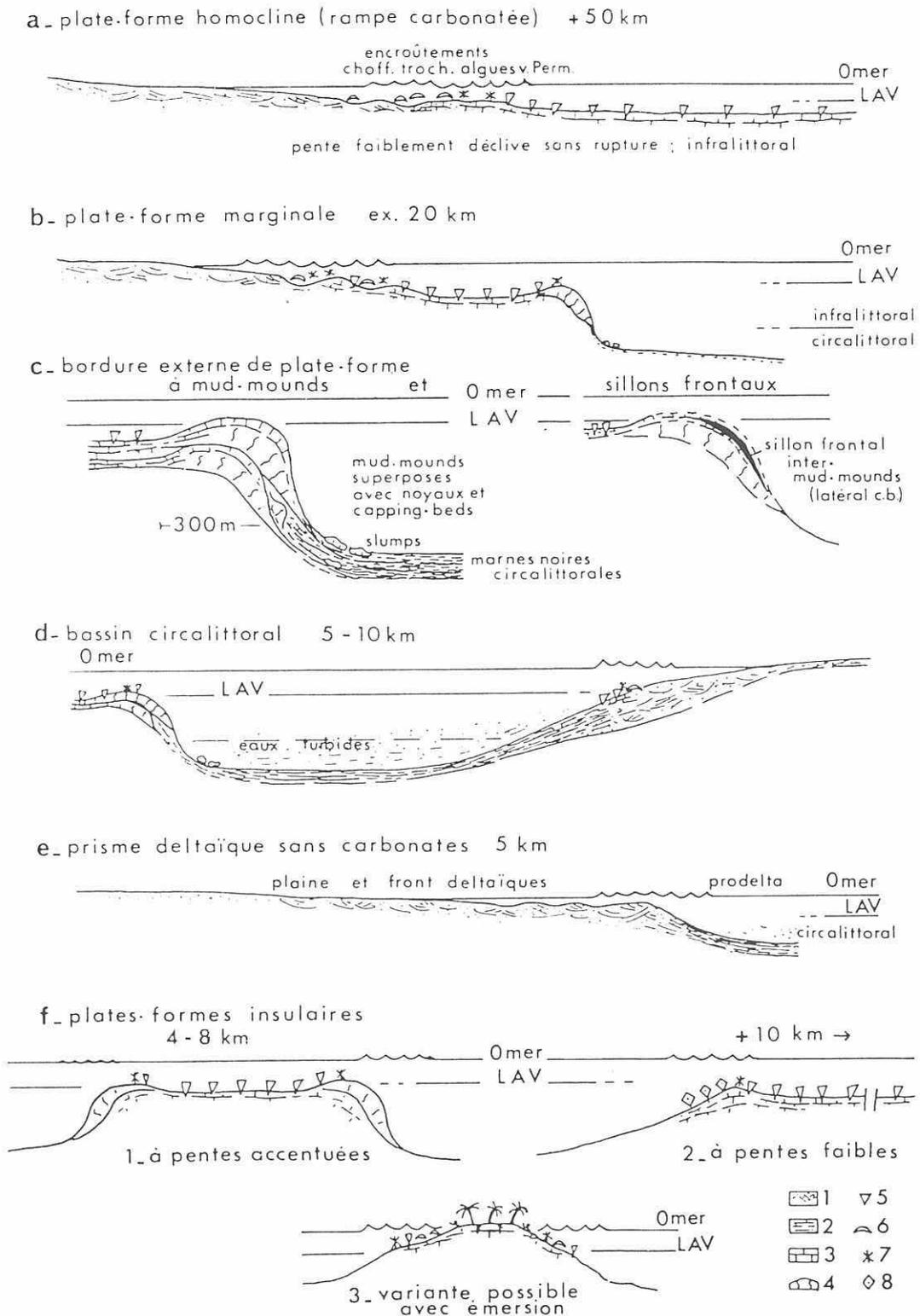


Fig. 35 — Principaux motifs sédimentaires urgoniens. Légende. 1 : détritiques moyens et grossiers, 2 : marnes et siltites, 3 : calcaires, 4 : mud-mounds, 5 : rudistes, 6 : orbitolines, 7 : madréporaires, 8 : crinoides, choff. : choffatelles, troch. : trocholines, algues v. : algues vertes, Perm. : *Permocalculus*, LAV : limite inférieure d'action des vagues, c b. : capping-beds.

brèves, de certains secteurs continuellement à tendance positive. Ces «exceptions» tectono-sédimentaires au cours de ce système d'affaissement généralisé peuvent être attribuées, comme pendant le 2ème Système, à des raisons ou des amplifications d'ordre halocinétique. A cette époque, en effet, ont été constatées des percées diapiriques : au S brèches à éléments triasiques dans les calcaires albiens supérieurs à rudistes du diapir de Caniego ; au NW discordances et émerisions locales accompagnées de rejets de saumures pouvant être à l'origine des minéralisations sulfurées de la région de Torrelavega - Florida (Vadala et al., 1981).

LES LIMITES DES SYSTÈMES SONT DES DISCONTINUITÉS

Le 1er Système est séparé du Complexe wealdien par une limite relativement tranchée, qui malgré la variabilité des premiers dépôts fluvio-deltaïques à marins, la place au rang des discontinuités cartographiques. Les concordances sont fréquentes mais des discordances ont été observées au SW (Pujalte, 1976, 1981 ; Garcia-Mondejar, 1979 ; Salomon, 1980).

La limite entre le 1er et le 2ème Système est bien marquée car elle correspond à la fin d'une séquence principale et annonce le début d'une autre (fig. 36). Elle correspond au toit des calcaires à *Iraqia* qui terminent la grande séquence de fermeture du 1er Système et renferme des signes d'exondation temporaire. Les dépôts sus-jacents sont très différents : grès fluvio-marins et marnes bleues plus profondes circo-littorales.

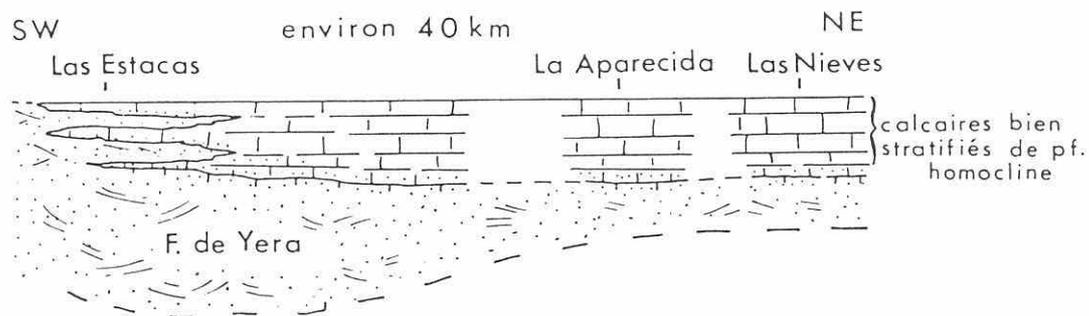


Fig. 36 — 1er Système urgonien. Développement horizontal et vertical des calcaires bien stratifiés de plate-forme étendue : situation de Las Nieves et La Aparecida au Nord de Ramales. Indentation des calcaires dans le dispositif continental au Sud-Ouest vers Las Estacas (passage brutal contrôlé par la tectonique). La mégaséquence complète comprend les détritiques de la formation de río Yera (200 à 500 m) surmontés par les calcaires gréseux à organismes pionniers (madréporaires, palorbitolines, choffatelles) puis les calcaires à *Toucasia*.

La limite entre le 2ème et le 3ème Système se traduit par une discontinuité importante et complexe, hétérotypique et couvrant une période prolongée. Le 2ème Système se termine plus ou moins tôt ; la discontinuité peut se manifester par des émerisions avec lacunes (région de Torrelavega), des petites discordances à valeur locale (Valnera, Punta Calderon), des petits approfondissements (San Vicente de la Barquera, Aralar) ou bien par de puissants dépôts deltaïques (Lunada) et des faciès calcarénitiques de milieux agités très peu profonds (Suances, Lunada, Asón).

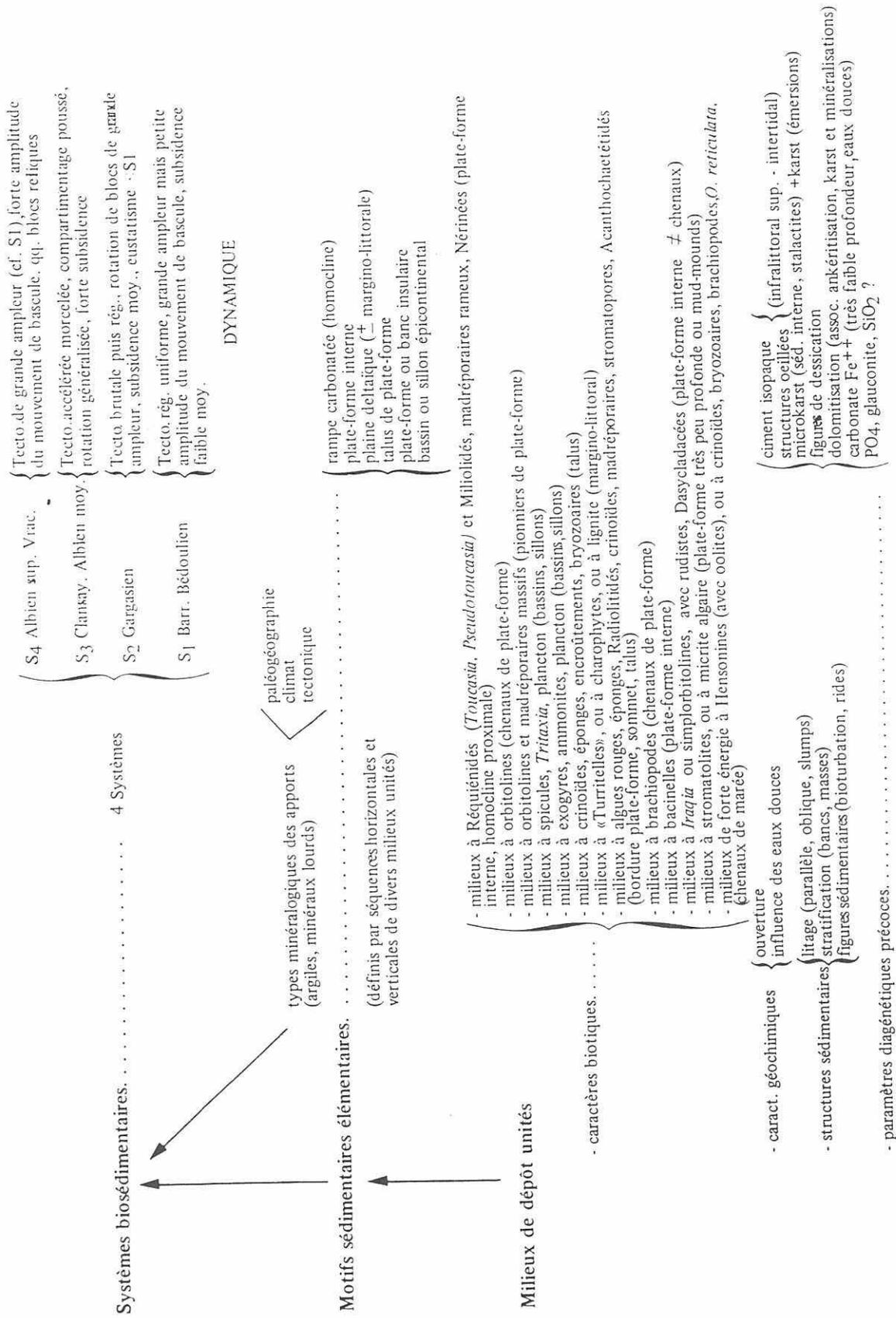


Fig. 37 — Tableau synoptique des différentes relations entre la sédimentologie, les environnements biotiques, la reconstitution des motifs sédimentaires et l'interprétation dynamique en Systèmes biosédimentaires urgoniens.

La discontinuité n'est donc pas ici une simple surface de séparation mais correspond à une tranche d'évènements sédimentaires inhabituels. Le style tectonique du 2ème Système, relativement ample et modéré après son effet de départ, paraît se terminer ou être interrompu par une nouvelle accélération des mouvements tendant à individualiser structurellement des petits secteurs : mouvements positifs prépondérants intervenant logiquement dans l'évolution séquentielle principale du Système (probablement un temps fort de l'halocinèse). De plus, le 3ème Système qui débute pratiquement partout au même moment, acquiert tout de suite son individualité (mouvements négatifs généralisés), ce qui l'oppose au Système précédent et justifie la coupure.

La limite entre le 3ème et le 4ème Système est dans la majorité des cas particulière - ment accusée. Elle marque, sauf exceptions, la fin de la sédimentation carbonatée avec les dispositifs très différenciés, peu évolutifs et bien réalisés du 3ème Système (conditions optimales réunies pour le régime urgonien) et le début de la sédimentation terrigène de grande envergure du 4ème Système (Grès supra-urgoniens, Formation de Valmaseda). Le changement radical de faciès entre les 2 Systèmes s'accompagne souvent d'une discordance cartographique importante (Valnera - Machorras, région occidentale, Aitzgorri, Gorbea ?). Les datations (ammonites, Orbitolinidés, pollens) démontrent une hétérochronie importante de la partie inférieure gréseuse du 4ème Système. D'autre part, il est également certain qu'ont subsisté localement des dispositifs calcaires de plates-formes contemporains des Grès supra-urgoniens, dispositifs calcaires dont certains sont en continuité apparente (faciès identiques et concordants mais peut-être lacune stratigraphique ?) avec les dispositifs calcaires du 3ème Système (Machorras, Engaña, Alisas, Solorzano) et dont les autres sont séparés par des détritiques tranchés (Albeniz, Villareal, Lazagutia, Echarri). La discontinuité n'est pas non plus dans ce cas une rupture unique brutale dans le temps, elle est composée d'une série de changements dont les effets principaux et déterminants (ennoyages détritiques ne se produisent pas partout au même moment mais qui sont à rattacher à 1 nouveau et même grand phénomène tectonique. Le 4ème Système urgonien se termine avec les derniers édifices carbonatés (Système biosédimentaire) mais il serait logique du point de vue sédimentaire ou tectono-sédimentaire de poursuivre cette étape à prédominance terrigène jusque dans le Cénomanienn.

MOTIFS SÉDIMENTAIRES TYPIQUES

Chaque motif est composé de l'assemblage de plusieurs milieux unités (fig. 38) qui sont liés par une logique séquentielle, aussi bien verticalement qu'horizontalement : séquences plurimétriques à pluridécamétriques. Les motifs sédimentaires sont eux-mêmes les éléments dont la répartition géographique et la fréquence servent à caractériser les 4 Systèmes urgoniens. Seuls les principaux motifs qui paraissent déterminants sont analysés (fig. 32, 35 et 36).

PLATES-FORMES CALCAIRES A RUDISTES

Bien développées à l'écart des zones d'épandages terrigènes ou pendant les périodes à apports détritiques réduits ou absents. Elles peuvent être classées en 2 grandes catégories.

Les rampes carbonatées homoclines, correspondent à l'aboutissement de séquences décimétriques à hectométriques de fermeture (au sens de Masse, 1979). Les milieux à rudistes sont installés sur un fond plat de grande extension latérale, à inclinaison légère et régulière vers le large (fig. 31). Ces conditions sont bien réalisées dans le premier Système urgonien et la région de Valnera - Ramales peut être prise comme modèle (fig. 36) avec les coupes de Las

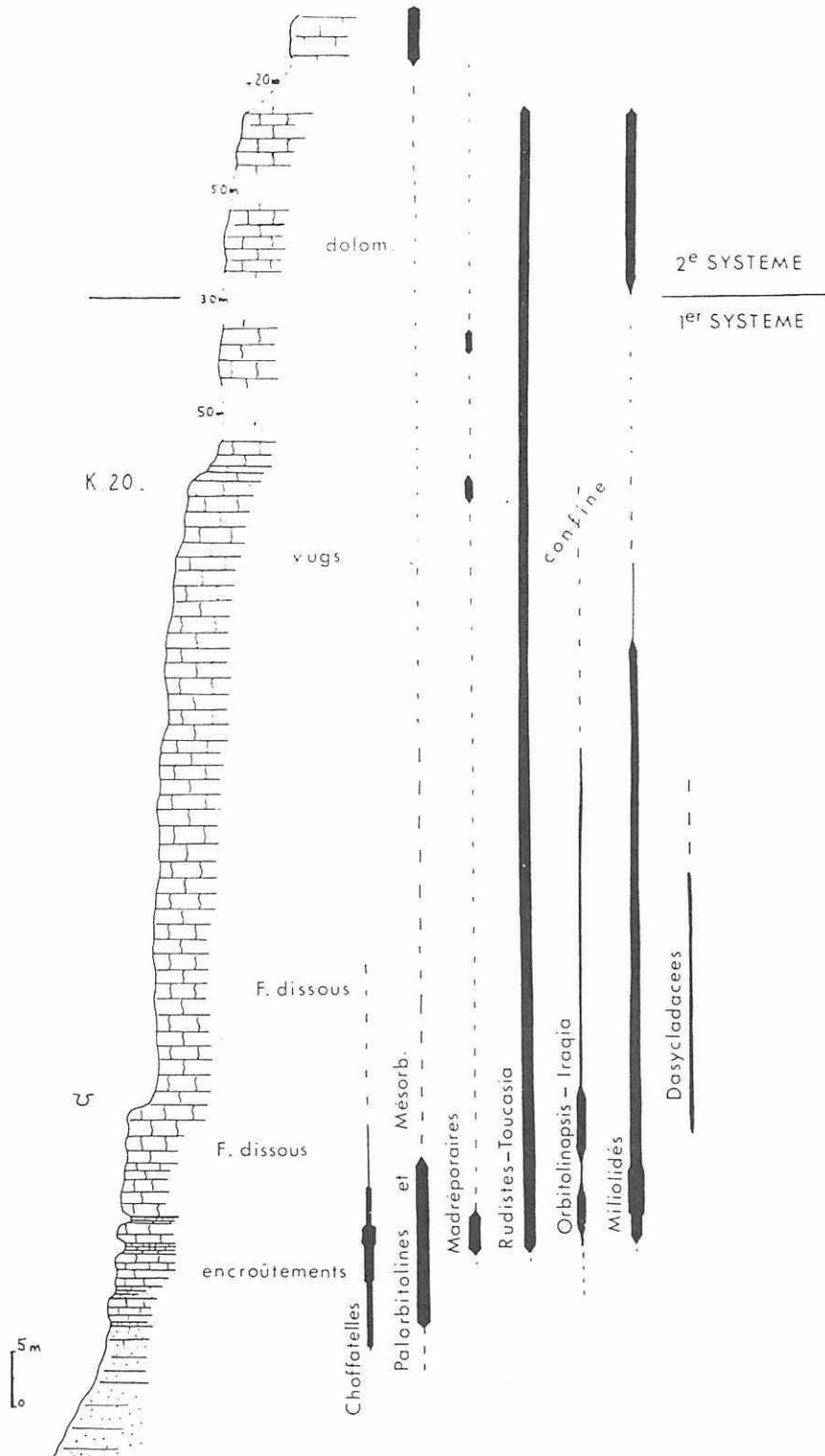


Fig. 38— Coupe de Las Nieves (route Guriezo - Ampuero, km 19 - 20). Exemple d'installation de la sédimentation carbonatée et maintien pendant une longue période des conditions favorables au stade mature des calcaires à *Toucasia*. 1er Système urgonien bédoulien inférieur et supérieur (à Gargasien basal ?).